

## ASPECTOS SINOPTICOS, GEOGRAFICOS Y METEOROLOGICOS ASOCIADOS A LAS SITUACIONES DE INTENSAS PRECIPITACIONES EN LA COSTA LEVANTINA

Antonio Alastrué Tierra  
Meteorólogo

Siempre que queremos estudiar las causas de unos fenómenos, sean éstos del tipo que sean, intentamos ver qué situaciones los producen, procurando recoger el máximo número de casos similares, con el objeto de realizar una síntesis de causas comunes a todos ellos, de tal forma que podamos afirmar que si se repiten en otro momento histórico las mismas causas tendríamos la garantía de que se van a desencadenar los mismos fenómenos. Este es el proceso que se ha seguido para los fenómenos meteorológicos de las intensas precipitaciones otoñales que se dan algunos años en la ribera mediterránea occidental.

En este estudio de causas, y ahora hablando ya de Meteorología, recurriremos, como es lógico, a los mapas y topografías absolutas que nos representan el estado de la atmósfera en sus diferentes niveles de altitud. Asimismo, como disponemos de herramienta de manipulación de este material señalado, como son ecuaciones predictoras del tiempo, en este caso la ecuación de la tendencia de la vorticidad, las utilizaremos para deducir qué causas sinópticas son las que generan determinado desarrollo nuboso que da lugar a las intensas precipitaciones otoñales.

También vamos a analizar otras causas, no menos importantes, en la génesis de estos fenómenos. Veremos así, como la Orografía, si es más o menos abrupto el terreno desencadenará procesos más intensos o menos. También es de señalar la hora en que estos se dan con más intensidad (que como luego veremos es por la noche); y el otoño la época mejor.

Por último se verán cómo estos fenómenos van asociados a unas masas nubosas que desbordan el terreno de la microescala o fenómeno local, y que tampoco son fenómenos de tamaño sinóptico o escala supranacional sino que se quedan en un ámbito intermedio o escala media o mesoscala. Se denominarán a estas masas nubosas Complejos Convectivos Mesoscálicos.

### 1) LA ECUACION DE LA TENDENCIA DE LA VORTICIDAD

La tendencia de la vorticidad en las proximidades del suelo varía en función de un conjunto de parámetros directamente observables en el nivel de 500 y el de 850 hpa.

Tal como se señala en el Cuadro nº 1, esta ecuación se compone de 3 términos advectivos. Vamos a ir viéndolos.

#### A) Advección de vorticidad ciclónica

Es consecuencia del primer término de la ecuación:

$$-\vec{V} \cdot \nabla_p \zeta_p \text{ o bien } -|\vec{V}|^2 (q_c \cdot q_z + \delta q_c / \delta s_p)$$

Para los casos en que se dispone de mapas de vorticidad, queda localizada la advección de vorticidad, siempre que la isohipsa cruce a la isolínea de igual vorticidad con un ángulo mayor de

# CUADRO I ECUACION DE LA TENDENCIA DE LA VORTICIDAD EN LAS PROXIMIDADES DEL SUELO

$$\left(\frac{\delta}{\delta t}\right) \xi_{pa_0} = - |\vec{V}|^2 \cdot \left(q_c \cdot q_r + \frac{\delta q_c}{\delta s_p}\right) +$$

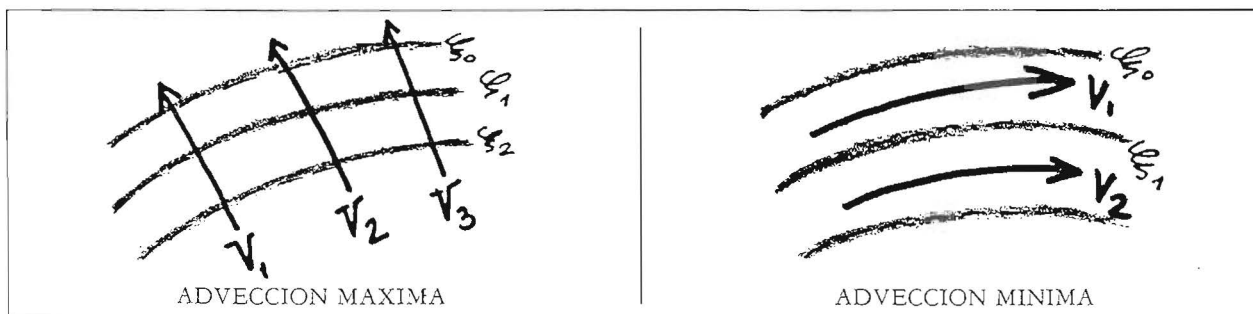
$$+ \frac{g}{l} \cdot \nabla_p^2 (\vec{V}_m \cdot \nabla_p Z') -$$

$$- \frac{P_0 - P}{l} \cdot \nabla_p^2 \left[ \frac{1}{\rho_m^2} \left( \dot{P}_m \frac{\delta f}{\delta p} \right) \right]$$

$\delta/\delta t$	Tendencia
$\xi_{pa_0}$	Vorticidad isobárica al nivel del suelo.
$q_c$	Curvatura de las isohipsas.
$q_r$	Curvatura de las ortogonales a las isohipsas.
$S_p$	Dirección de las isohipsas en el nivel superior.
$\vec{V}$	Velocidad del viento en el nivel superior.
$P_0 - P$	1.000/600 en los sistemas móviles.
$P_0 - P$	1.000/200 en los sistemas cuasiestacionarios.
$\vec{V}_m$	Viento en el nivel medio del estrato anterior.
$\rho_m$	Densidad media del estrato.
$Z'$	Espesor del estrato.
$\delta q_c / \delta s_p$	Variación de la curvatura al seguir la isohipsa.

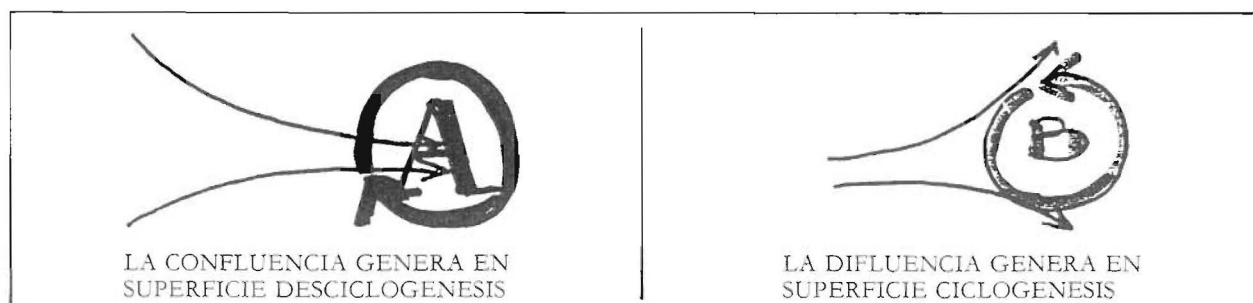
0°; obviamente la advección será más intensa cuanto mayor sea la velocidad del viento a ese

nivel y más perpendiculares sean las líneas entre sí.



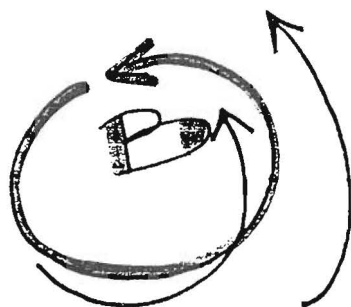
Por otra parte 3 factores intervienen en la intensidad de esta advección, en los casos en que no se dispone de mapas de vorticidad:

1. Si sobre el área que se estudia hay confluencia o difluencia de las isohipsas ( $q_R > 0$  o  $q_R < 0$ ).

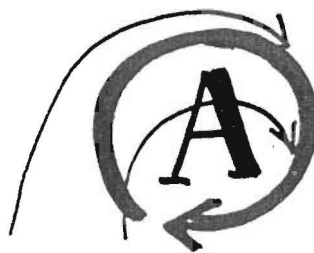


Se genera sobre las zonas difluentes ascendencias que dan lugar en superficie a la génesis de borrascas; y al contrario sobre las zonas confluentes se presentan anticiclones.

2. Si sobre el área que se estudia, las isolíneas tienen curvatura ciclónica ( $q_c > 0$ ) se favorece el que en superficie se produzca ciclogénesis; al contrario si tienen curvatura anticiclónica ( $q_c < 0$ ).



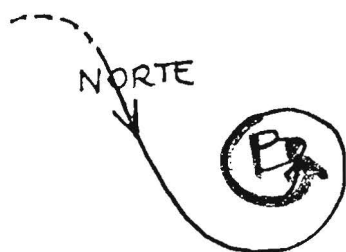
CURVATURA CICLONICA  
PROVOCA CICLOGENESIS  
EN SUPERFICIE



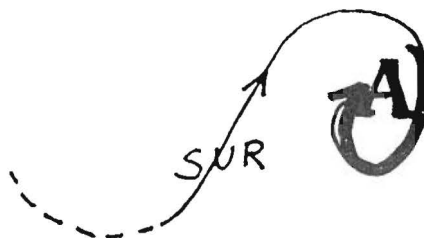
CURVATURA ANTICICLONICA  
PROVOCA EN SUPERFICIE  
LO CONTRARIO

3. Si las isohipsas tienden a cambiar su curvatura "ciclonizándose", es decir, si tenemos sobre nuestra área vientos en altura de componente

Norte, en superficie habrá ciclogénesis (caso de que  $\frac{\delta q_c}{\delta S_p} > 0$ ; si es el caso opuesto ocurrirá al revés.



GENESIS CICLINICA



GENESIS ANTICICLINICA

Los casos más habituales en la práctica diaria son:

- Marcada difluencia de las isohipsas, con muy débil curvatura ciclónica (inclusive sin curvatura, es decir líneas siguiendo los paralelos) y flujo tendente a ponerse de componente Sur (fig. 1).

- Curvatura marcadamente ciclónica de las isohipsas, con isohipsas prácticamente paralelas, es decir sin difluencia, y flujo de componente Sur. (fig. 2)

Ambos casos generan en superficie marcada ciclogénesis, con profundización de las presiones bajas.



Fig. 1

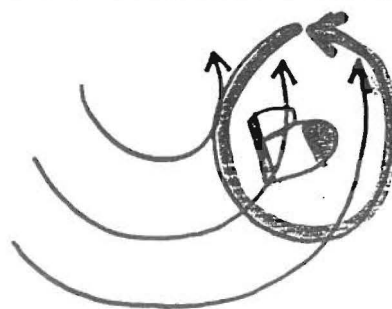


Fig. 2

Por otra parte las configuraciones pueden llegar a cerrarse, dando lugar a bajas, con o sin masa fría aislada. Sin embargo es indiferente la configuración “baja” o “vaguada” en lo que se refiere a la intensidad de los fenómenos. (fig. 3). Para ambos casos es conveniente que el recorrido terrestre, antes de llegar a nuestras posiciones sea el menor posible, es decir, que circule por el Norte de Africa atravesando por el camino más corto desde el Atlántico hasta el Mediterráneo con direcciones oscilantes entre el W y el Sur, más generalmente con dirección SW.

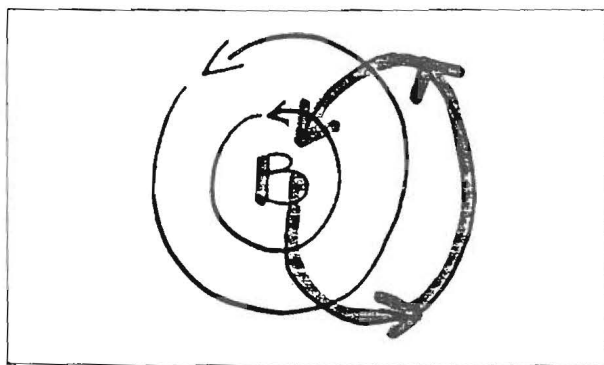


Fig. 3

En algunas ocasiones hay que estar pendientes de si se presentan máximos de viento (chorros) en la zona de salida de la circulación, es decir, en la zona difluente, pues también es otro factor generador de ciclogénesis.

También es zona ciclogénica la zona de interacción entre el chorro polar y el subtropical.

### Aplicaciones a dos casos de intensas precipitaciones

Vamos a estudiar dos casos muy recientes de intensísimas precipitaciones en la vertiente mediterránea, y más particularmente en la Comunidad Valenciana; los del 20 de octubre de 1982 y el 3 de noviembre de 1987.

A la luz de las consideraciones expresadas anteriormente hay que hacer notar lo siguiente:

“Hay una marcadísima ADVECCION DE VORTICIDAD CICLONICA en los dos casos señalados.”

La causa de lo anterior es que:

- En el caso del 20 de octubre de 1982, hay gran curvatura ciclónica de las isohipsas (como se ve en los mapas del apéndice), que estan cerrando una baja fría (gota fría le llaman algunos). En este caso se observa que las isolíneas son casi paralelas, es decir no hay difluencia. El centro de la baja se encuentra situado sobre el Estrecho de Gibraltar, y como se aprecia en el mapa el recorrido es muy grande, pues alcanza desde más al Sur de las Islas Canarias hasta los Pirineos. La afluencia de ese flujo del Sur es casi directo sobre la costa Mediterránea.
- En el caso del 3 de noviembre de 1987, sin embargo, la curvatura ciclónica no es muy marcada, pero hay una tremenda difluencia sobre la Comunidad Valenciana (véase el mapa del apéndice) desde el día 2 hasta el día 4, en que ya va desapareciendo ésta. Por otra parte hay una penetración de masa fría por el SW de la Península Ibérica, que a la Comunidad Valenciana le afecta más claramente a partir del día 4 y es la causante de las precipitaciones que se producen en todas las zonas, aunque estas son de menor intensidad que las que se dan durante los días 2 y 3 en la comarca de Gandía.

Se ha señalado en el mapa las zonas afectadas por las ascendencias.

### B) Advecciones de espesor o advecciones térmicas

Son consecuencia del segundo término de la ecuación de la tendencia de la vorticidad:

$$\frac{g}{l} \nabla_p^2 (\vec{V}_m \cdot \nabla_p z') \approx \left| \frac{g}{l} \right| \nabla_p^2 (\vec{V}_{850} \cdot \nabla_p T_{850})$$

Se producirá aumento de la vorticidad ciclónica en las proximidades del suelo, allí donde la laplaciana sea positiva, lo cual ocurrirá cuando el término advectivo de espesores tome un valor



mínimo (ya que una función toma sus valores mínimos en aquellos puntos en los que la derivada primera se hace cero y la segunda derivada es positiva. Por lo tanto cuando  $V_m$  sea perpendicular a las isolíneas de espesor ( $z'$ ) y apunte hacia los valores decrecientes de  $z'$ , tendremos el mínimo valor de este término, y por consiguiente la advección de espesores es máxima.

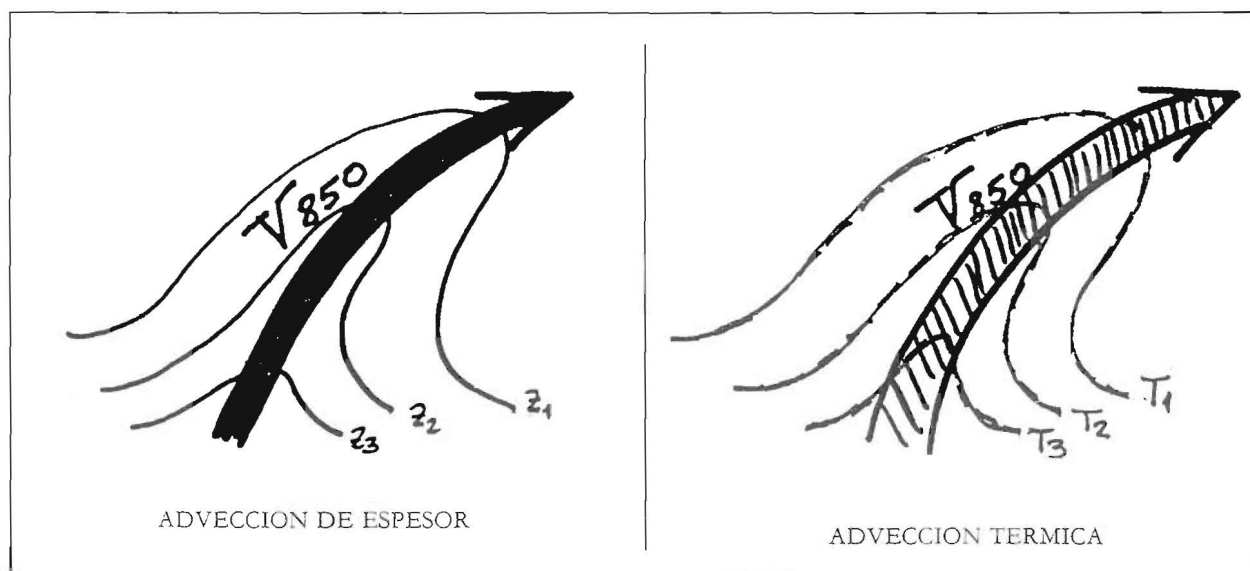
Como nos movemos siempre sobre fenómenos asociados a sistemas de presión móviles, y no a los cuasiestacionarios, se toma como nivel de divergencia nula el de los 600 hpa, por consiguiente, nos conviene el uso de la topografía relativa 700/1.000 en lugar de la de 500/1.000, pues esta última tiene el nivel de 500 más lejos que la de 700 respecto al nivel de referencia de 600 hpa. Al tomar como estrato el 700/1.000, siendo sus isolíneas de espesor representadas por  $z'$ , el viento medio  $V_m$  será el que se produzca sobre la superficie de 850 hpa ( $V_{850}$ ); pero a su vez, como las isolíneas de espesor coinciden suficientemente con las isothermas a 850 hpa, nos encontramos con que la topografía de 850 hpa, es representativa para el estudio de éste término, es decir, con la topografía de 850 y sus isohipsas e isothermas, podemos detectar perfectamente las advecciones de espesor (es decir advecciones térmicas) en las capas bajas y medias.

¿Cómo se detectan las advecciones térmicas o de espesor, utilizando el término anterior?

Igual que en el apartado anterior (A) la advección del parámetro espesor o temperatura se producirá cuando las isohipsas (es decir, cuando el viento) a esa altura corten lo más verticalmente posible a las isolíneas de temperatura, de tal forma que el sentido del vector-viento apunte desde las más altas temperaturas hasta las más bajas, lo cual significará que el viento empuja las altas temperaturas o las zonas cálidas hacia el lugar donde apunte la flecha, es decir, hacia nosotros en este caso.

En las situaciones de lluvias intensísimas estas advecciones quedan perfectamente patentes ya que se presentan unos "picos" o salientes en las isothermas, con un viento apuntando hacia ellas de tal intensidad que puede llegar a alcanzar la categoría de chorro en bajos niveles.

Aplicaciones a los dos casos estudiados. La situación del mapa de 850 hpa es muy similar en ambos años en cuanto se refiere a la intensidad de la advección. El centro de las bajas se encuentra sobre el área de Melilla (1982) provocando un flujo muy claro del SE sobre la vertiente mediterránea. La posición del centro de esta baja en el año 1987 está desplazada hacia el W dando también un flujo del SE, pero no tan claro como el anterior, pero que es apoyado por el alta de Inglaterra que envía las masas húmedas del Mar Mediterráneo con dirección ESE.



### C) Advecciones húmedas superficiales

Son consecuencia del tercer término de la ecuación de la tendencia de la vorticidad:

$$- \frac{P_o - P}{l} \nabla_p^2 \left[ \frac{1}{\rho m^2} (\dot{P}_m \cdot \frac{\delta p}{\delta p}) \right]$$

Este término suele tener poca incidencia en el valor total; sin embargo hay casos en los que el valor que sigue al símbolo de la laplaciana logra alcanzar un valor máximo y por tanto este término se convierte en positivo y máximo en valor absoluto. Si ello coincide con que los otros dos términos de la Ecuación de la Tendencia de la Vorticidad, actúan en el mismo sentido positivo que éste citado, pueden generarse intensas lluvias sobre las áreas, nunca muy extensas (a nivel mesoscálico) donde los 3 términos estén actuando.

En término dentro del corchete es siempre positivo para los casos de movimiento espontáneo del aire (adiabáticos o pseudoadiabáticos), porque, en primer lugar  $\rho_m^2$  es siempre positivo, en segundo lugar el contenido del paréntesis es también positivo, pues en esos casos, si hay ascensiones ( $\dot{P}_m < 0$ ) es que la estratificación es inestable, lo que significa una tendencia a disminuir la densidad del aire en las capas bajas, por tanto tiende a hacerse  $\frac{\delta p}{\delta p} < 0$ , y por consiguiente el producto con el anterior se hace positivo. Análogamente si hay descendencias es que  $\dot{P}_m > 0$ , la estratificación es estable  $\frac{\delta p}{\delta p} > 0$  y el producto también sale positivo.

Es por consecuencia en los casos anteriores, en aquellos en los que el término entero arriba señalado se hace máximo, al ser el corchete positivo y con el signo cambiado se invierte su valor.

¿Pero cuándo se produce este movimiento espontáneo del aire? Fundamentalmente cuando sobre una columna de aire concreta se produce una advección de aire cálido y húmedo por las capas bajas, lo cual conducirá a una *disminución de*

la densidad media de la columna, a un aumento de la probabilidad de ascensiones y a un aumento del valor absoluto del producto anteriormente citado. Estas causas se producen precisamente cuando el viento sopla desde un mar templado hacia una costa absorbiendo en su recorrido marino una gran cantidad de humedad, con valores del  $T_d$  (temperatura del punto de rocío) relativamente altos, en general superiores a 12°C. Si a esto le añadimos el obligado ascenso de las masas de aire al encontrarse con escarpaduras de cierta elevación, nos daremos cuenta del valor importante que adquiere el término citado; es decir se han sumado las ascensiones espontáneas del aire (gracias al superior dinamismo del aire saturado), a las ascensiones forzadas por las configuraciones orográficas. Se produce pues una reacción en cadena, al ir aumentando cada vez más la velocidad de ascenso del aire, dando lugar a formaciones nubosas de gran desarrollo vertical.

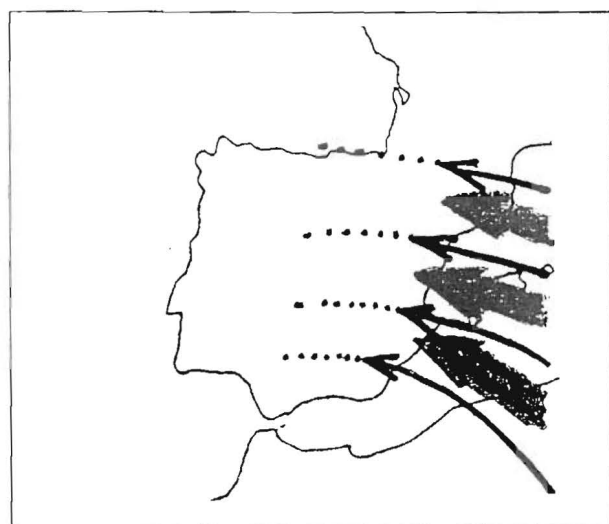
### Aplicaciones en los dos casos estudiados

Se hace uso para ello de los mapas de superficie y de las topografías inferiores (850 hpa). En ellos se observa la dirección que sigue el viento, si es marino o terral. Y en los dos casos se ve perfectamente el flujo marino sobre la vertiente mediterránea. En el caso del 20-X-82 el centro de las bajas presiones se encuentra sobre el Norte de Africa, circulando el aire sobre el Mediterráneo desde la costa de Libia; mientras que en el caso del 4-XI-87 el centro de la baja se encontraba prácticamente sobre el golfo de Cádiz, provocando un flujo de aire desde posiciones más lejanas (casi desde Turquía).

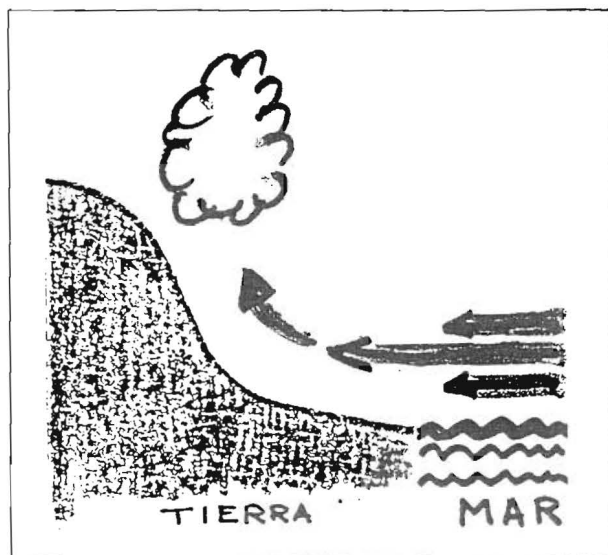
En ambos casos la densidad del aire alcanzará valores mínimos, lo cual hará el término estudiado de gran valor absoluto. Hay que hacer notar que la intensidad del viento debe oscilar entre unos valores concretos, de tal foma que un viento muy intenso daría lugar al mismo fenómeno de tormentas y precipitaciones intensas aunque evitaría el desarrollo mesoscálico de la masa nubosa al producirse interferencias más importantes entre unas zonas y otras, dando lugar a desarrollos

localizadamente más fuertes que los habituales, por tanto con aparato eléctrico de gran violencia, pero de menor extensión horizontal, es decir a nivel de microescala. Por el contrario si el viento que afluye a la costa es de muy poca intensidad, también disminuirá la intensidad y la extensión de los fenómenos que se produzcan.

Se puede situar ese intervalo de velocidades entre los 20 km/h y los 40 km/h, pero dejando bien claro que el viento que se produzca debe de ser *continuo* y no especialmente rafagoso, para que la alimentación al Complejo Convectivo Mesos-cálico sea permanente y culmine su desarrollo adecuadamente.



→ Isobaras



→ Advección húmeda

## II) Aspectos orográficos

El factor orográfico es un factor decisivo en el desencadenamiento de masas nubosas de gran desarrollo vertical. Sin este factor, únicamente se producirían precipitaciones continuas como las que se dan en los frentes cálidos, pero muy probablemente no se darían los rasgos tormentosos que caracterizan a este tipo de fenómenos.

La mitad sur de la provincia de Valencia y la mitad Norte de la de Alicante, se caracterizan en el aspecto orográfico por producirse la confluencia de las sierras del Sistema Ibérico con las del Sistema Bético; entre las primeras se encuentran Sierra Grossa, Sierra Gorda, Sierra Enguera, Sierra Requena y otras, todas ellas manteniendo una orientación NNW SSE; entre las segundas tenemos como cabeza fundamental a la Sierra Aitana (cuyo pico tiene alrededor de 1.500 mts) con estribaciones menores como Peña La Blanca, Sierra Mariola, Alto de Cocoll, Tozal del Mar, etc., todas ellas con una orientación WSW-ESE, que culminan en los cabos San Antonio y La Nao, prolongándose bajo el mar hasta la isla de Ibiza.

Si observamos conjuntamente ambos sistemas montañosos veremos que dan una forma de "L", abarcando entre ellas un ángulo de 90°, favoreciéndose los efectos de estancamiento sobre esta coraza montañosa. Por otra parte, toda corriente de aire en los niveles bajos y medios, es decir por debajo de los 3.000 mts, y que venga con dirección marina, por tanto componente Este, tenderá a provocar *confluencia de los vientos sobre el vértice* de esta "L" situado alrededor de la Sierra de Enguera (hacemos este supuesto simplificador de la existencia de un único vértice, aunque orográficamente no sea exactamente así, para clarificar ideas).

Como es obvio la confluencia de los vientos provoca la fusión de los elementos convectivos que se habían ido desarrollando a causa, en parte, del propio factor orográfico (aspecto vertical de la orografía), dando lugar a los Complejos Convectivos.

CUADRO II  
ECUACION DE LA TENDENCIA DE LA VORTICIDAD Y LAS SITUACIONES  
SINOPTICAS ASOCIADAS A INTENSAS PRECIPITACIONES  
(Mapas de 500 y 850 hpa.)

1. ADVECCION DE VORTICIDAD CICLONICA

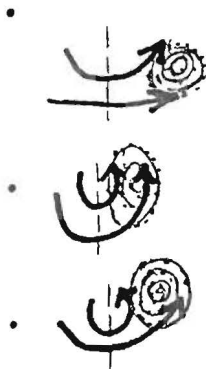
con  
mapas de  
vorticidad



— isohipsa cruce a isolínea con una ángulo mayor de de  $0^\circ$   
— advección más intensa a mayor velocidad del viento que cruza



sin  
mapas de  
vorticidad



DIFLUENCIA ISOHIPSAS. LEVE CURVATURA CICLONICA.  
FLUJO COMPONENTE SUR

MARCADA CURVATURA CICLONICA=ISOHIPSAS PARALELAS.  
FLUJO COMPONENTE SUR

CURVATURA CICLONICA. DIFLUENCIA ISOHIPSAS. FLUJO  
COMPONENTE SUR

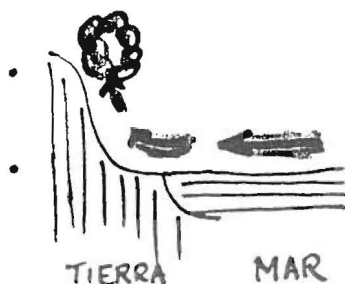
2. ADVECCIONES TERMICAS (A. de espesor)



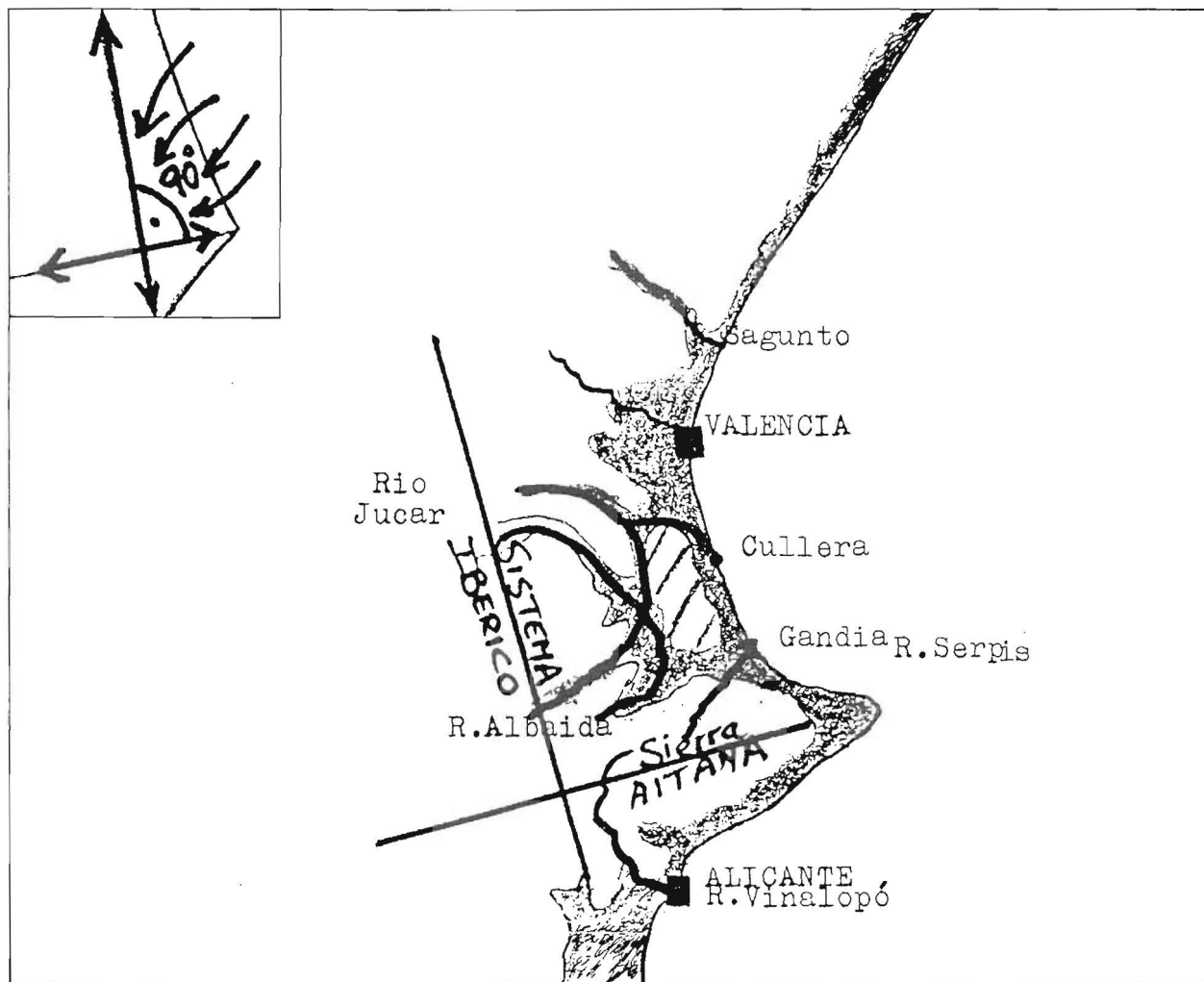
ISOHIPSA EN 850 CRUZA PERPENDICULAR A ISOTERMA  
APUNTANDO EN LA DIRECCION DE LAS ISOTERMAS DE-  
CRECIENTES

EL VIENTO A ESTE NIVEL ADQUIERE LA CATEGORIA DE  
CHORRO DE NIVELES BAJOS

3. ADVECCIONES HUMEDAS SUPERFICIALES



VIENTO SOPLANDO DESDE UN MAR TEMPLADO HACIA  
LA COSTA A NIVEL SUPERFICIAL  
FAVORECE EL ASCENSO OROGRAFICO



Si la corriente del Este tiene una cierta componente del NE, el encarrilamiento en la dirección antes señalada, todavía es más favorable. Es decir, la presencia de la Sierra de Aitana, con su orientación WSW-ENE, actuando como barrera canalizadora de las masas de aire es fundamental en este tipo de fenómenos intensos; y por otra parte la existencia de la barrera del Sistema Ibérico, complementa a la anterior al elevar las masas de aire, que a ella llegan perfectamente canalizadas; y también se puede decir viceversa.

¿Porque qué es lo que ocurriría si no tuviéramos esta configuración orográfica? Pues muy probablemente, aunque se formaran los MCC (tengamos en cuenta la diversidad de factores que concurren en estos fenómenos), se debilitarían antes, o al menos la fusión de los elementos convectivos no alcanzaría la magnitud mesoscálica que ha llegado a tener en algunos otoños.

### Epoca y momento

La evolución térmica de las masas de aire que están situadas sobre las zonas terrestres cercanas al mar, es durante el final del verano, oscilante entre los 24-30° de máximas y alrededor de los 18-20° de mínimas; mientras que la oscilación de la temperatura de las masas de aire que están sobre el mar es mucho menor, alrededor de los 22° las máximas y de 17-18° las mínimas.

Sin embargo, cuando va entrando el otoño climatológico, las temperaturas van descendiendo rápidamente sobre las masas situadas sobre tierra firme, mientras que sobre el mar el descenso es muy lento, de tal forma que es a mediados de septiembre, aproximadamente, cuando se producen las coincidencias de las temperaturas mínimas entre las dos masas de aire alrededor de los 16-17°C, con oscilaciones arriba y abajo, de una

respecto de la otra, alrededor de ese punto termométrico. Es durante el mes de octubre, y sobre todo desde allí en adelante, cuando la temperatura sobre la masa terrestre va quedando por debajo de la que hay sobre el mar (las temperaturas mínimas en inicio, y posteriormente también hasta las máximas quedan por debajo). Es decir, es el *OTOÑO* la época más adecuada, y en particular el otoño climatológico, desde el 15 de septiembre hasta el 15 de diciembre; las estadísticas muestran que de esta época anterior la que provoca (o ha provocado precipitaciones intensas) es la situada del *10 de octubre al 20 de noviembre*.

Una vez estamos situados ya en el otoño climatológico quedan perfectamente definidas, según lo anterior, dos masas de aire de temperaturas diferentes a pesar de la proximidad física existente: una masa fría (fresca podríamos decir) sobre la tierra y una masa cálida (más bien templada) sobre el mar.

Precisamente, conforme va avanzando la noche, y ya casi en la madrugada que es cuando se producen las temperaturas mínimas, es cuando va configurándose esas masas de temperaturas relativamente próximas. La superficie de separación de ambas masas de aire podemos denominarla *FRENTE*, y está situada sobre la costa; evidentemente al ser el gradiente térmico pequeño, la diferencia entre ambas masas no es muy notoria, pero como además ambas masas se diferencian en el grado de humedad que poseen (la marina mucho más húmeda), podemos decir que nos encontramos con una masa sobre el mar, templada y húmeda, y otra sobre la tierra, fresca y algo húmeda; en consecuencia un poco de viento procedente del mar y hacia tierra, provocará, en parte la mezcla de ambas masas, y fundamentalmente la estructura de *FRENTE CÁLIDO* quedará conformada más claramente. El ejemplo más claro de este hecho es la gran estratificación de las masas nubosas vistas desde abajo, al menos en su primer desplazamiento sobre la costa (conforme vaya encontrando obstáculos orográficos irá adquiriendo desarrollo vertical e irá perdiendo el aspecto estratiforme de la base).

Dada la dificultad de obtener las precipitaciones, hora a hora, en la zona de Gandía, y por tanto deducir qué porcentaje de precipitación se produce durante la noche y cuál durante el día, hemos optado por presentar en un gráfico el caso de Manises, del cual sí que se disponen datos horarios; si que es de señalar que a pesar de no disponer de ese dato, para el caso de Gandía, la información de que se dispone no rechaza las tesis que aquí se sostienen en cuanto a la nocturnidad se refiere, sino que la confirman, aunque esta información no esté cuantificada en números. En el gráfico de las lluvias correspondientes a Manises para el período del 3 al 5 de noviembre de 1987, se aprecia claramente la nocturnidad del fenómeno. Se ve con nitidez cómo las precipitaciones son relativamente suaves durante el día, para intensificarse durante la noche de una forma desmesurada. Así por ejemplo, para este caso de Manises desde las 06 hora Z hasta las 18 hora Z del día 3-XI-87 la lluvia recogida es de  $7 \text{ l/m}^2$ , y para el mismo período del día 4-XI-87, es de  $9 \text{ l/m}^2$ . Sin embargo, durante las noches respectivas las precipitaciones fueron:

$$(\text{día 3}) = 95 \text{ l/m}^2; (\text{día 4}) = 10 \text{ l/m}^2$$

A partir de los datos globales que se disponen: (para el período del 2 al 5 de noviembre de 1987) Manises tuvo una precipitación total de  $121 \text{ l/m}^2$ , mientras que Gandía tuvo  $884 \text{ l/m}^2$ , muestran bien a las claras cómo la existencia de un relieve más abrupto en el ángulo orográfico que subtiende a esta población, favorecerá que los fenómenos sean mucho más intensos en la comarca de Gandía. Y sin embargo la comarca de Manises al quedar todavía algo alejada de las estribaciones montañosas, es más difícil que se produzcan precipitaciones de la violencia del anterior.

Otra causa que justifica el período nocturno como más favorable, es la perfecta organización de las corrientes aéreas en sentido vertical (ascendentes y descendentes) que se generan durante las noches, al producirse la desaparición de la acción de caldeo solar. Como es sabido el caldeo solar genera ascensos y descensos de las masas



de aire que hay sobre la superficie terrestre, variando su acción, intensidad y sentido en función de dos factores fundamentalmente: Relieve y Albedo.

Al no ser el relieve en la comarca estudiada de Gandía, de una estructura uniforme, sino más bien abrupto e irregular, se favorecerán movimientos de ascensos y descensos sucesivamente, con lo que disminuirán los efectos sinópticos y otros.

Análogamente, el albedo no es ni muchísimo menos uniforme sobre la superficie terrestre que se estudia, provocándose burbujas térmicas ascendentes combinadas con áreas de descenso de aire.

Evidentemente, al desaparecer el sol, cesarán en su movimiento caótico las corrientes ascendentes y descendentes, interfiriéndose unas con otras, para dar lugar a unos movimientos perfectamente organizados y motivados fundamentalmente por causas sinópticas y termodinámicas.

Además, durante la noche se enfría por radiación la cima de las grandes cumulonimbos (es un suelo alto) lo que favorece el desarrollo vertical de la nube.

### III) Complejos convectivos mesoscálicos

Como ya hemos aclarado anteriormente la configuración topográfica de 500 hpa asociada a este tipo de fenómenos viene representada por dos figuras, una genérica, la vaguada, y otra más particular, que es la “gota fría”, o cerramiento de las isolíneas de la vaguada para dar una forma circular, tanto de las isohipsas como de las isotermas.

Las zonas de nubosidad asociadas a las gotas frías son fundamentalmente dos:

- Una en forma de “coma” que es de tipo convectivo y está situada en el área más ciclogénica de la baja, es decir, en el sector delantero y hacia arriba del círculo de ella (que es la zona donde el flujo del Sur es más claro y la vorticidad mayor). Esta forma es perfectamente visible cuando la baja aparece sobre el mar, por ejemplo cuando la baja está centrada sobre el golfo de Cádiz; sin embargo, cuando aparece sobre zonas terrestres queda muy desdibujada y en ocasiones no es distinguible de las masas terrestres.



- La otra zona nubosa está asociada a la zona más baroclina de la configuración sinóptica, es decir, está unida íntimamente al área en que las isohipsas e isotermas se cortan menos paralelamente. Por ésta causa (baroclinidad) se generan circulaciones que dan lugar a la formación de nubosidad, de tipo medio y alto fundamentalmente, orientándose ésta de SW y NE a partir de unos 5° al W del centro de la baja.

Es precisamente en esta última zona nubosa donde actúa, en las situaciones de precipitaciones intensas, la convección, al unirse al factor señalado otros anteriores. En las imágenes del satélite METEOSAT se aprecian unas masas nubosas a nivel mesoscálico que se desplazan posteriormente con el viento en los niveles bajos, partiendo precisamente de esa zona baroclina.

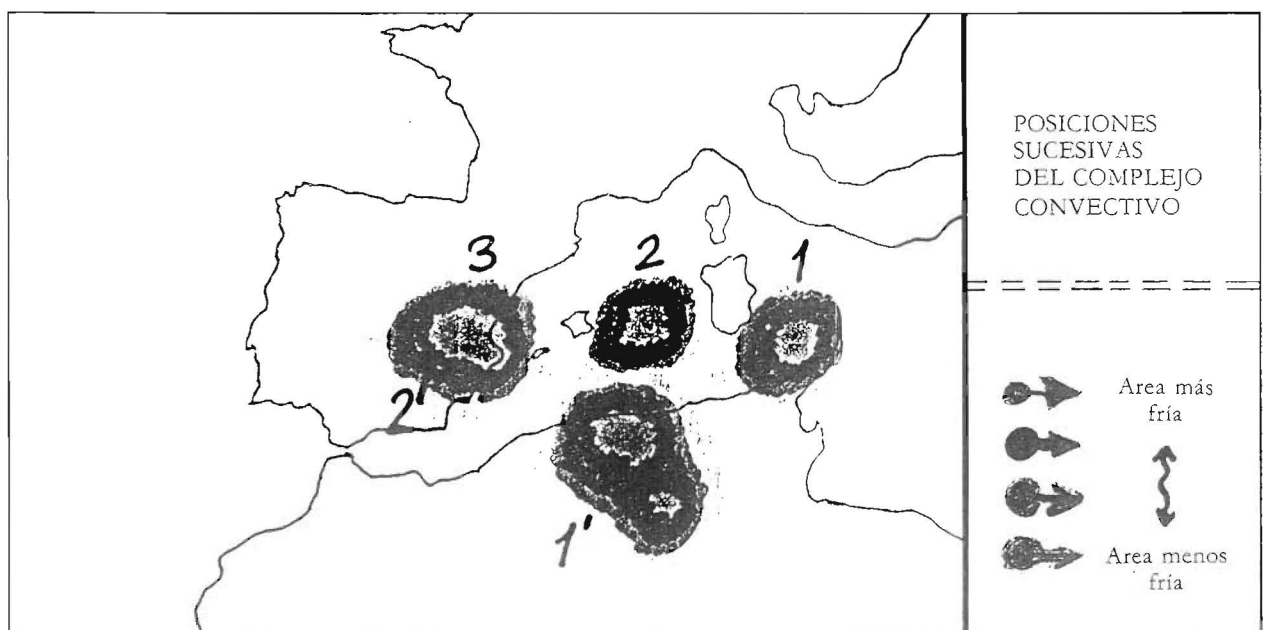
Sin embargo no en todas las ocasiones es la nubosidad generada por las gotas frías la causante de esas grandes masas nubosas de extraordinario desarrollo vertical, sino que en algunas ocasiones (pocas) la nubosidad previa es la residual al paso de un frente frío por la vertiente mediterránea. En otros casos es simplemente la cola de un frente frío al alcanzar el NE peninsular, con el apoyo de difluencia en altura, humedad en superficie y baroclinidad, dándose lugar a un engrosamiento de la nubosidad que llevaba consigo la cola de ese frente.

Es precisamente en la situación de 1982 cuando más claramente se aprecia el factor generador de la banda baroclina, quedando algo más difuso este hecho en las de 1987.

La formación de los Complejos Convectivos Mesoscálicos está relacionada con los vientos difluentes o no en los niveles medios de la atmósfera (850 y 700 hpa). Si el flujo a esos niveles no es difluente, se puede producir la fusión de los elementos convectivos (es decir las familias de Cumulonimbos) hasta formar masas convectivas que alcanzan la dimensión mesoscálica y que mientras tengan alimentación húmeda irán precipitando y volviendo a generarse sucesivamente hasta que cese alguno de los factores que contribuyen a la inestabilización.

Estos MCC tienen dos zonas de precipitación bien diferenciadas, una en la zona de barlovento y provoca intensas precipitaciones de origen convectivo y de poca duración, y la otra en el resto de la formación nubosa con precipitaciones copiosas y duraderas, aunque no intensas.

Estos MCC se desplazan muy lentamente siguiendo la línea marcada por el flujo en los niveles medios antes señalados; por tanto se mantendrán las intensas precipitaciones sobre esta área geográfica, siempre que se mantengan los vientos de Levante (procedentes del mar) desde el nivel superficial hasta los niveles medios.





Como se ha dicho anteriormente es justamente por la noche cuando confluyen de la forma más favorable las condiciones para la mayor inestabilización, es por tanto en ese momento cuando empiezan a formarse los MCC y consiguientemente, es de madrugada cuando comenzará a atenuarse su desarrollo.

Observando la figura, de las posiciones sucesivas del MCC, y a su vez posiciones simultáneas, pues corresponden también a diferentes MCC que se van generando, desarrollando y disipando sobre el mar hasta llegar a nuestras costas, veremos que en el caso del año 1982 las isobaras seguían una línea dirigida desde Argel hasta el golfo de Valencia, y es precisamente ésta la línea que siguen los MCC en su camino según se aprecia en la figura por las posiciones 1' y 2'. Durante el año 1987 la línea de las isobaras superficiales viene dirigida desde Italia central hasta nuestro golfo, y en la figura se aprecia que las posiciones de los MCC siguieron precisamente esa línea, representada por los puntos 1, 2 y 3.

## Conclusiones

1. Hemos visto que cuando las situaciones se ajustan a los modelos teóricos que reseña la ecuación de la tendencia de la vorticidad los fenómenos que se producen son similares en todos los casos en que se repitan esas situaciones. Así vaguadas o bajas, con marcada curvatura ciclónica o con difluencia intensa, unido a advecciones de temperatura y humedad en las capas bajas y medias, dan lugar a intensa inestabilidad.
2. La presencia de obstáculos orográficos en el camino que siguen las masas de aire provoca violencia en los fenómenos que se produzcan.

### ANEXO 1.

Topografías y mapas de superficie de las situaciones del 20 de octubre de 1982 y del 3 de noviembre de 1987.

### ANEXO 2.

Fotografías del satélite METEOSAT de los días 3 y 4 de noviembre de 1987.

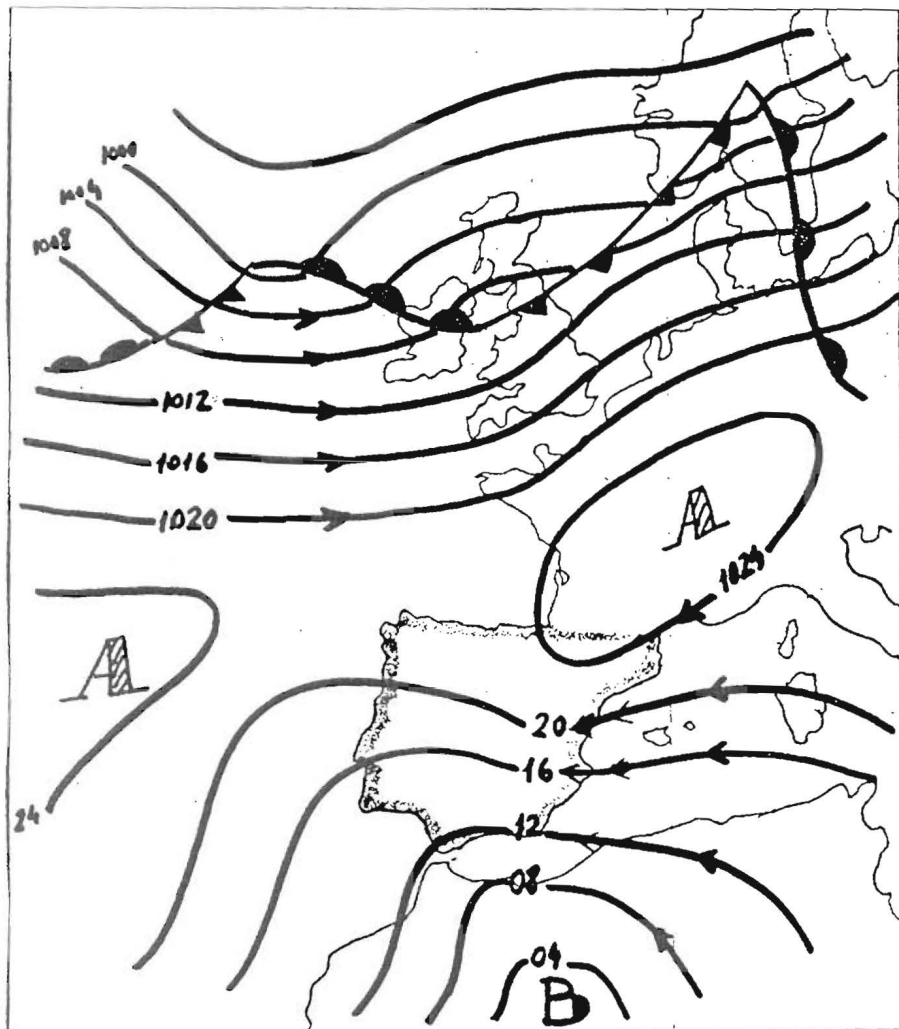
- La correspondiente al día 3-XI-87 se refiere a las 18,00 Z horas y está obtenida en el espectro del Infrarrojo.
- La del día 4-XI-87 a las 6,00 Z horas también en el Infrarrojo.
- La del 4-XI-87 a las 9,00 Z lo mismo.

3. Las horas nocturnas son las más favorables para el desarrollo de los Cumulonimbos en familia y en particular de los Complejos Convectivos Mesoscálicos.
4. Las áreas de la Comunidad Valenciana situadas a barlovento (para los vientos Levantinos) son las que sufren las precipitaciones más intensas, violentas y continuas; mientras que las situadas sobre las crestas de la Cordillera Ibérica y a sotavento reciben precipitaciones continuas pero de menor intensidad y por supuesto de menor violencia.
5. La época más favorable del año para estos fenómenos es la situada entre el 10 de octubre y el 20 de noviembre de cada año. También se ha producido en alguna ocasión antes o después de estas fechas, pero la intensidad de los fenómenos ha sido apreciablemente menor.
6. En la confluencia del Sistema Ibérico y del Bético, en las cercanías de la Sierra Enguera, se produce una convergencia de los vientos marinos, que con componente Este afluyen sobre estas zonas provocando la fusión de los elementos convectivos.

## Bibliografía

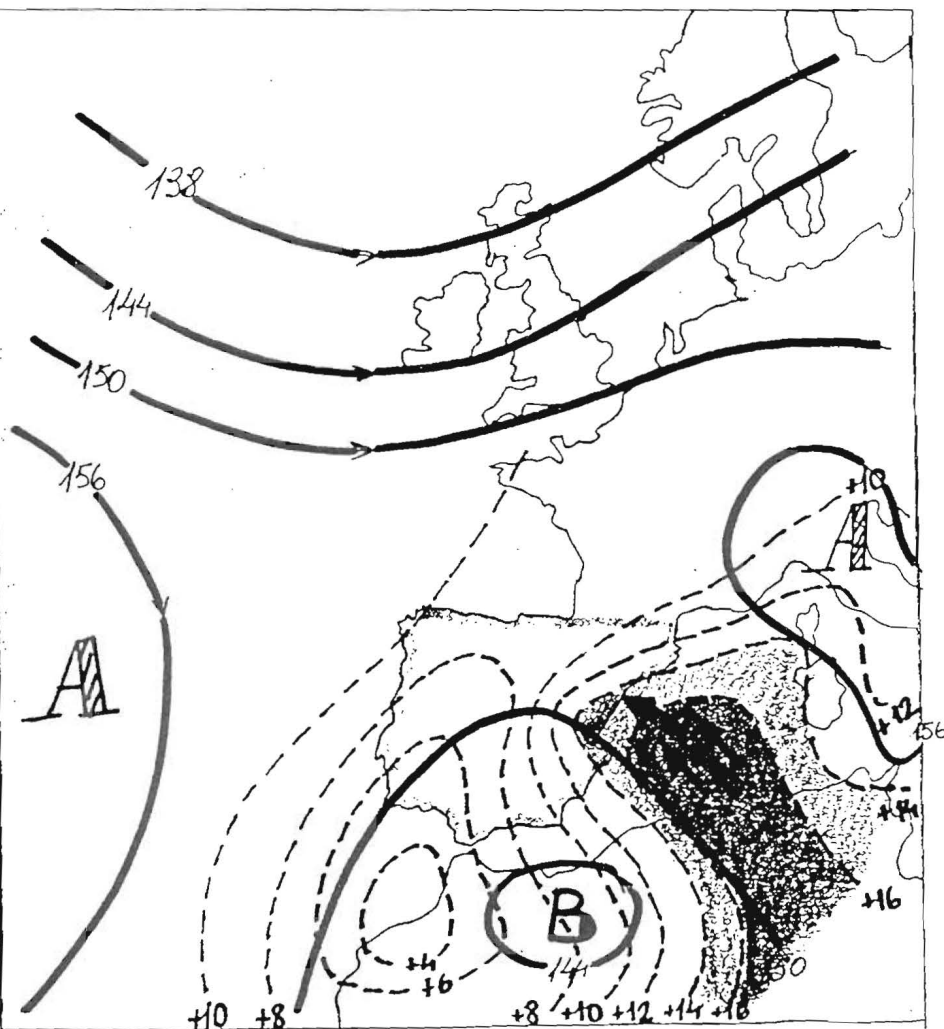
- RIOSALIDO, R. y RIVERA, A.: "Aspectos Básicos de Mesometeorología".
- MEDINA, M.: "La Predicción del tiempo" (basada en teoremas de la vorticidad).
- MEDINA, M.: "Teoría de la Predicción Meteorológica".
- GARCIA de PPEDRAZA, L.: "La Predicción del Tiempo en el Valle del Ebro".
- BRIMACOMBE, C. A.: "Atlas of Meteosat Imagery". ESA.
- FONT TULLOT, I.: "Cimatología de España y Portugal".
- "Meteorología Dinámica". OMM.

ANEXO 1 (a)



ANÁLISIS DE SUPERFICIE  
Isobaras →

Día: 20 OCTUBRE 1982  
Hora: 00 Z

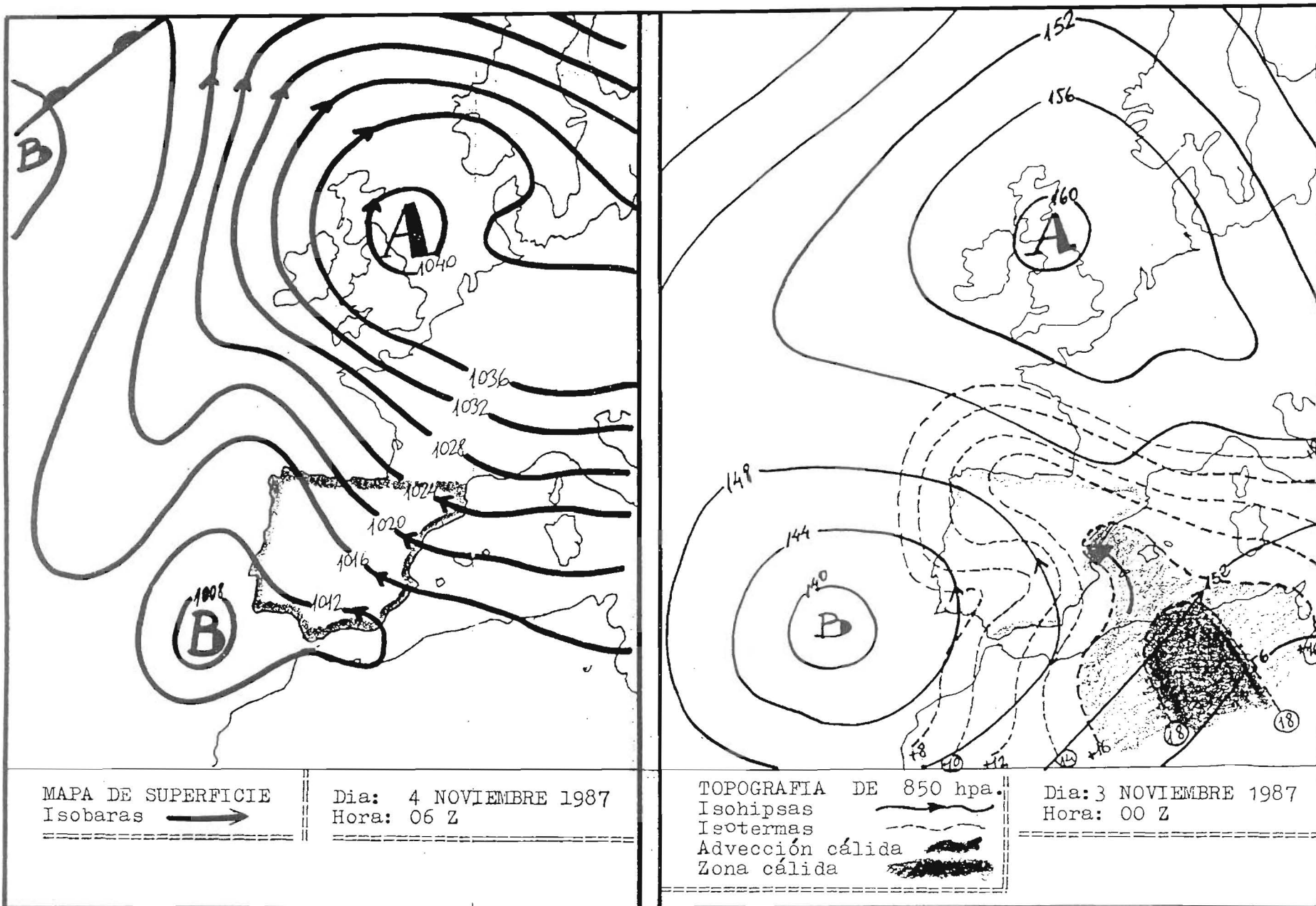


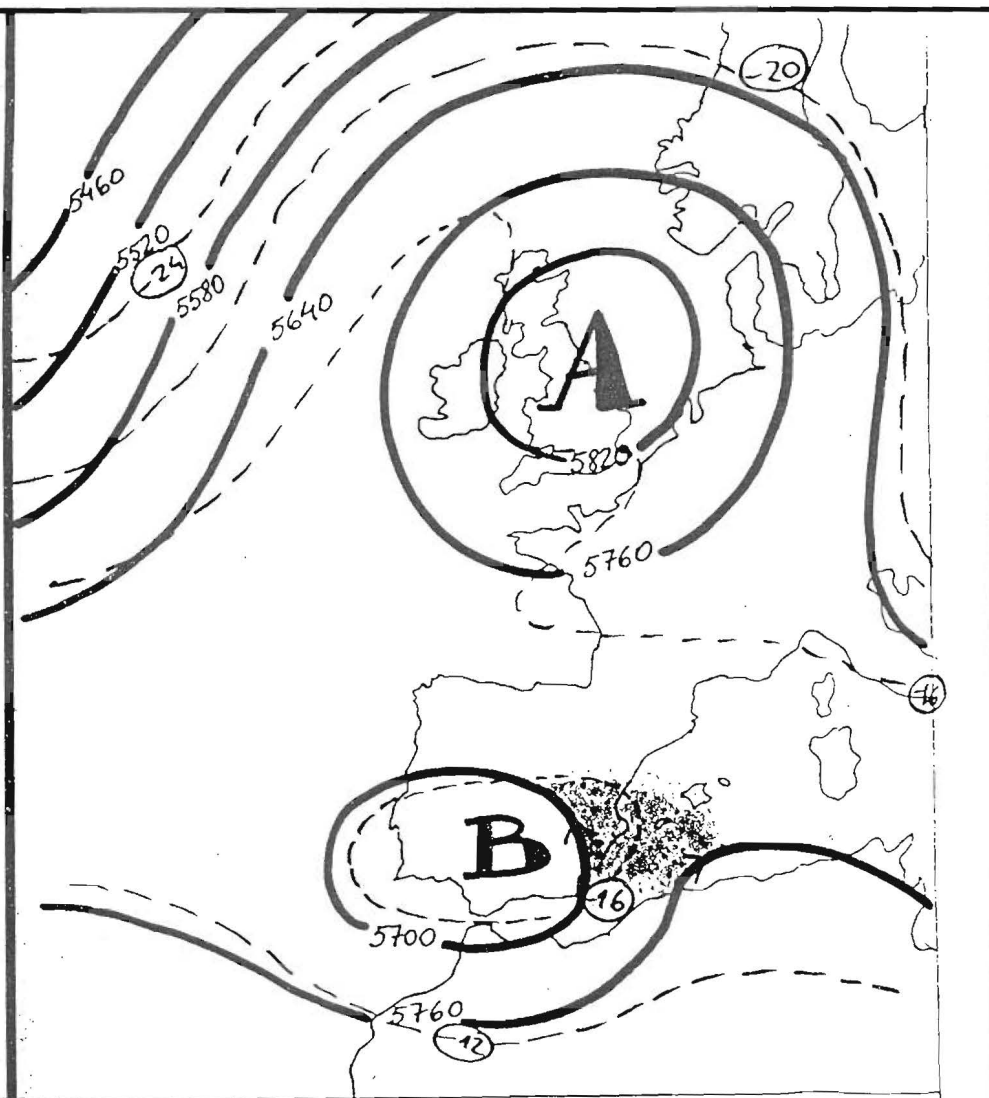
TOPOGRAFIA DE 850 hpa.

Isohipsas →  
Isotermas - - -

Día: 20 OCTubre 1982  
Hora: 00 Z

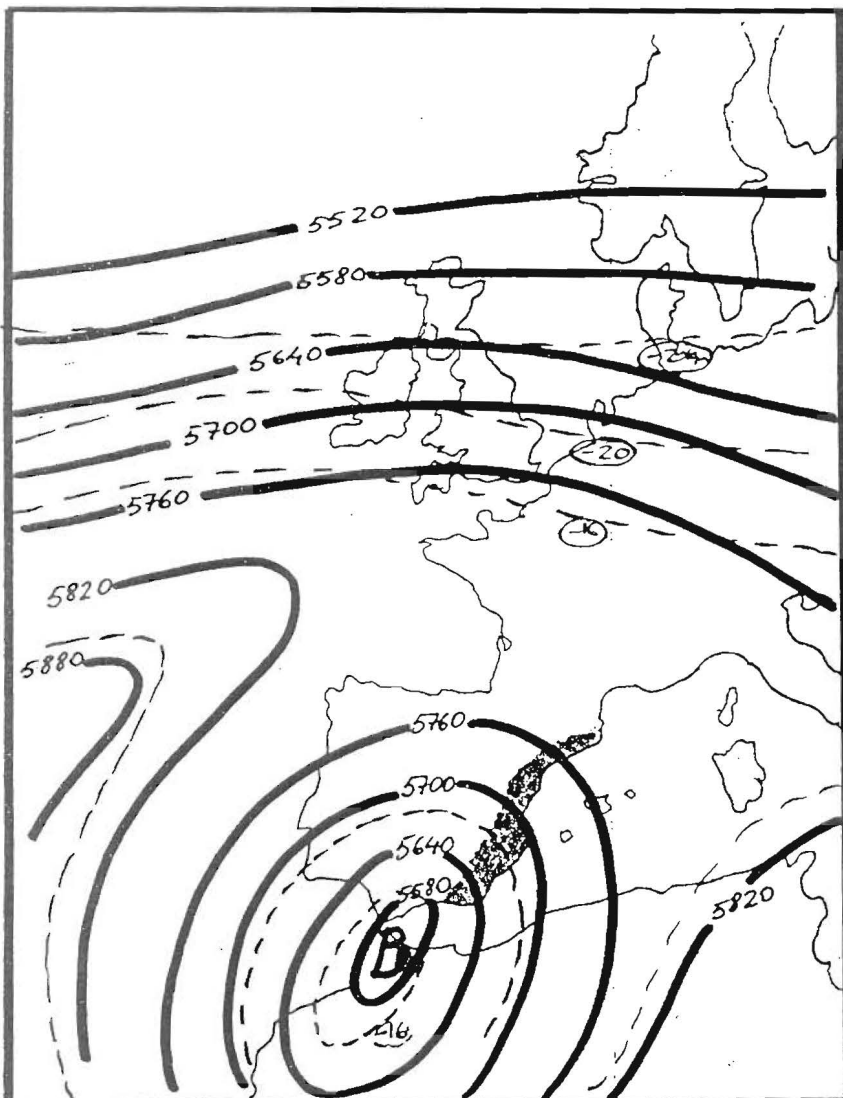
Advección cálida y húmeda





TOPOGRAFIA DE 500 hpa  
 Isobarsas ~~~~~  
 Isothermas - - - - -

Dia: 4 NOVIEMBRE 1987  
 Hora: 00 Z



TOPOGRAFIA DE 500 hpa  
 Isobarsas ~~~~~  
 Isothermas - - - - -

Dia: 20 Octubre 1982  
 Hora: 00 Z



IMET2 03 NOV 1987 1800 IR1 D2



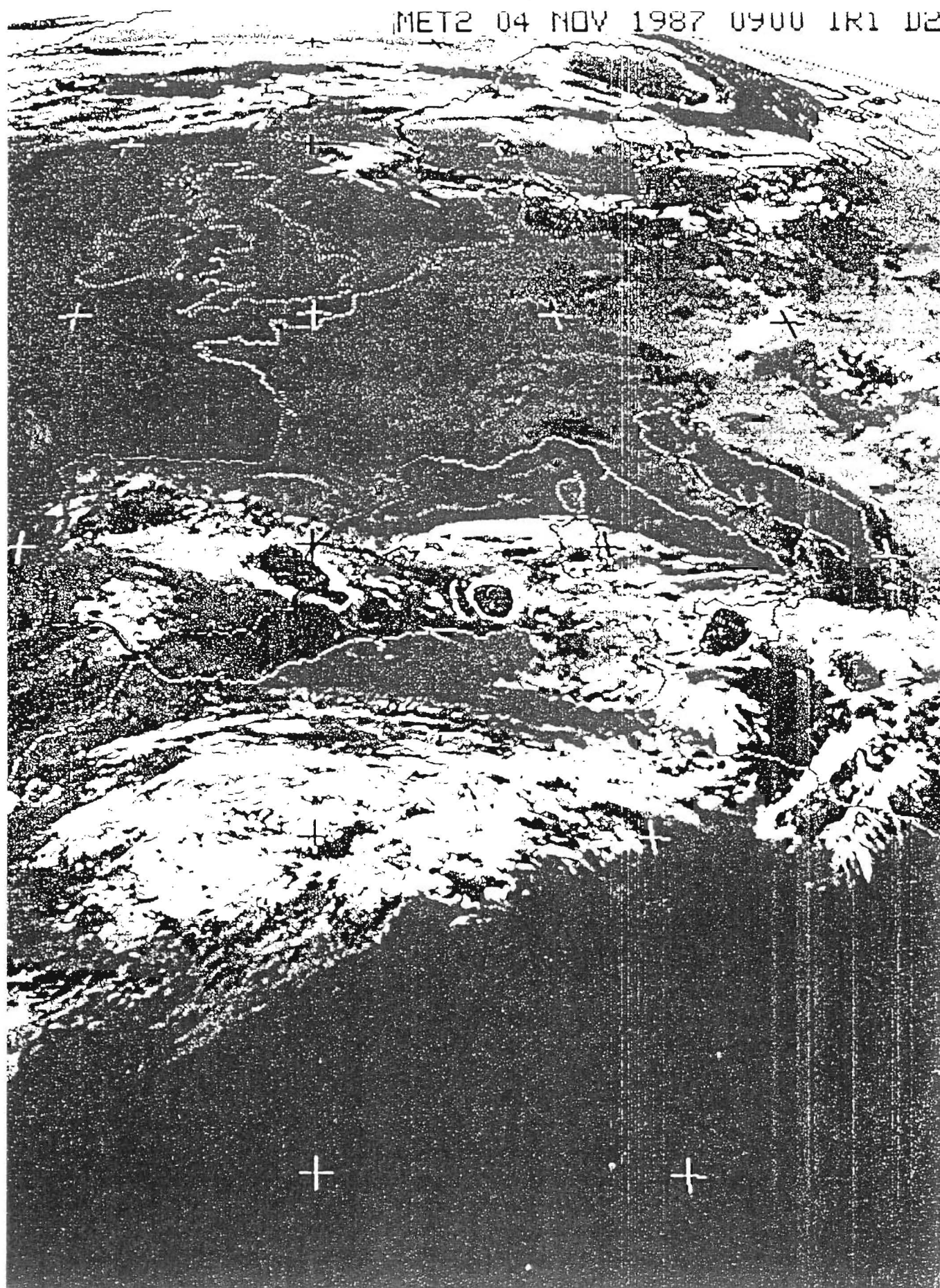
ANEXO 2 (a)



ANEXO 2 (b)



MET2 04 NOV 1987 0900 IR1 D2



ANEXO 2 (c)